

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

**ЗАВИСИМОСТЬ МЕТАМОРФИЗМА ОТ ГЛУБИННОСТИ
В ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ**

Изучение закономерностей поведения воды и углекислоты при метаморфизме горных пород привело автора к гипотезе, что метаморфизм силикатных пород совершается только при воздействии на них конденсированных водных растворов, как правило, насыщенных углекислотой (Коржинский, 1937, 1940). Этим объясняется следующая закономерность: температуры равновесия метаморфических реакций гидратации — дегидратации не обнаруживают заметного изменения с увеличением глубины, на которой протекает метаморфизм, тогда как температуры равновесия реакций карбонатизации—декарбонатизации с глубиной резко возрастают, вследствие чего многие силикаты, богатые кальцием и магнием, на глубине становятся неустойчивыми, подвергаясь карбонатизации. Благодаря такому различию в поведении воды и углекислоты определение по минеральному составу не только температуры, но и глубинности метаморфизма принципиально возможно (Коржинский, там же).

С приближением к поверхности давление нагрузки пород падает и, вследствие этого сохранение жидкого состояния для высоко- и среднетемпературных растворов становится невозможным. Поэтому из изложенной гипотезы вытекает, что с приближением к поверхности следует ожидать выпадения высоко- и среднетемпературных стадий метаморфизма и вообще постагматического минералообразования. С этой точки зрения изучение метаморфизма вулканических и субвулканических формаций и связанных с ними минеральных месторождений особенно интересно.

В последние годы автор имел возможность посетить районы развития вулканических формаций различного возраста, от глубоко вскрытых палеозойских формаций Урала, Казахстана, Средней Азии и мезозойских вулканогенных толщ Закавказья до посторогеновых третичных формаций Хрансильвании (Румыния) и Шотландии и, наконец, четвертичных и современных вулканов Камчатки и о-ва Парамушир (Курильские острова). Сопоставление в разной степени размытых вулканических формаций вскрывает интересную зависимость минералообразования в них от глубины эрозионного среза.

В качестве примера глубоко размытой гипабиссальной вулканогенной формации можно привести формацию девонских андезитовых порфиров и прорывающих их кварцевых диоритов Турьинского рудного поля на Урале, которой подчинены весьма известные меднорудные месторождения скарнового типа. Здесь представлены без заметного перерыва все

стадии постмагматического минералообразования, от высокотемпературного контактового метаморфизма и скарнообразования до средне- и низкотемпературных процессов оруденения и метаморфизма пород. Наиболее широкое развитие получила здесь среднетемпературная пропилитизация андезитов и других пород, с образованием в них характерного равновесного парагенезиса альбит + эпидот + хлорит + пирит + лейкоксен. Довольно широко распространена и несколько более высокотемпературная фация пропилитизации, в которой к вышеперечисленным минералам присоединяется актинолит (Коржинский, 1948).

В отличие от более глубинного зеленокаменного изменения, при котором одним из обычных минералов является цоизит, в пропилитизированных породах Турьинского рудного поля цоизит и клиноцоизит совершенно отсутствуют, даже в породах наиболее благоприятного для них состава, например, в околоскарновых, бедных железом породах. Очевидно, цоизит является абиссофильным минералом, неустойчивым на малой глубине, где поле его устойчивости вытесняется пренитом (Коржинский, 1940). Другим отличием пропилитизации от более глубинных процессов является адуляризация и более поздняя цеолитизация. Адуляризация одновременна со среднетемпературной пропилитизацией, но проявляется слабо, только вдоль прожилков и трещинок в пропилитизированных андезитах. Иногда здесь возникают жилки ортоклазовых эпидозитов. В зонах более низкотемпературных процессов развита альбитизация и серицитизация полевых шпатов, а адуляризация совершенно отсутствует, чем данная фация отличается от менее глубинных. Цеолитизация развивается вдоль трещин в породах, в которых плагиоклазы предварительно не были альбитизированы.

Среднетемпературная пропилитизация Турьинского типа весьма характерна для палеозойских и мезозойских вулканогенных толщ. Это наиболее обычное в них изменение. Но к этому же типу среднетемпературной пропилитизации относится и изменение в классических третичных пропилитах штата Невада (США), как это видно из описания последних в статье Р. Коотс (Coats, 1940). Термин «пропилиты» был введен Ф. Рихтгофеном, ссылавшимся на пропилиты штата Невада (район месторождения Комсток) и на пропилиты в районах рудных месторождений Трансильвании.

В качестве примера менее глубинной субвулканической фации рассмотрим третичную вулканическую формацию Трансильвании (Румыния), которой подчинены весьма известные золоторудные и полиметаллические месторождения. Это — посторогенная формация андезитов, дацитов и отчасти риолитов, не подвергшаяся складчатой деформации и потому лишь умеренно размытая. В районах месторождений покровы андезитов и других пород, и особенно прорывающие их некки и штоки дацитов, андезитов и риолитов, подверглись пропилитизации, придающей им зеленоватый цвет. Эта пропилитизация резко отличается от вышеописанной. Прежде всего это низкотемпературная пропилитизация, при которой эпидот, а тем более актинолит совершенно отсутствуют. Вместо них типична ассоциация кальцита с хлоритом. Примесь эпидота была встречена среди подстилающих формацию палеозойских пород. Другим отличием от более глубинной пропилитизации является отсутствие альбитизации плагиоклазов: в типичных пропилитизированных породах Трансильвании при полном замещении цветных минералов хлоритом с кальцитом плагиоклаз сохраняется неразложившимся и прозрачным и лишь по сети микротрещинок слегка замещается адуляром. Цеолиты встречаются лишь в ничтожном количестве. Магнетит часто сохраняется и лишь при более интенсивной пропилитизации замещается пиритом. Большие массы пород захвачены подобной весьма равномерной пропи-

литизацией при отсутствии в них каких-либо прожилков. Между тем для гипабиссальной среднетемпературной пропилитизации весьма характерна сеть одновременных с нею прожилков кварца и эпидота.

Низкотемпературная пропилитизация в Трансильвании преимущественно захватывает породы некков и штоков и является здесь автометаморфической. Многими румынскими геологами она даже рассматривается как позднемагматический процесс, как своего рода продолжение опакитизации (Ghitulescu et Socolescu, 1941). Тем более странным представляется постоянное отсутствие в таких интрузивных породах проявлений высоко- и среднетемпературных процессов. Отсутствует не только эпидот, но и вторичные амфиболы и чешуйчатый биотит, столь типичные для более глубоких автометаморфических процессов.

В месторождении Байя Ариешь (Оффенбания) некки или штоки третичных пород контактируют с палеозойскими известняками, которые подверглись интенсивному оруденению, но не обнаруживают следов скарновых минералов, которые здесь, по-видимому, и не возникали. В контактах с другими породами контактового ороговикования не замечается.

Все эти наблюдения приводят к заключению, что в данной «Трансильванской» фации глубинности высоко- и среднетемпературные стадии постмагматического минералообразования не проявлялись. Слабые проявления среднетемпературной стадии (эпидот) обнаруживаются только в самых низах формации.

Имеются совершенно постепенные переходы от пропилитизированных пород к сильноразложенным, выщелоченным и оруденелым породам, так что низкотемпературная пропилитизация может рассматриваться как внешний ореол окolorудного изменения. Для окolorудного изменения особенно типична адуляризация полевых шпатов, пользующаяся в Трансильванских рудных месторождениях необыкновенно широким развитием, тогда как альбитизация и при окolorудном изменении отсутствует. Плаггиоклазы андезитов и других пород без предшествующего разложения замещаются адуляром с серицитом и затем чистым адуляром. В других случаях плаггиоклазы замещаются серицитом или гидросерицитом. Кварц-адуляровые рудные породы часто содержат, помимо сульфидов, также сидерит и анкерит, что указывает на их низкотемпературный характер.

Рассмотрим теперь постмагматические процессы в областях современного и древнечетвертичного вулканизма. Петролога, привыкшего изучать древние вулканические формации, поражает свежесть пород вулканических конусов и лавовых полей. Здесь совершенно отсутствует зеленокаменное изменение пород, столь типичное для древних эффузивов и туфов. В основном породы сохраняют свой черный (базальты, андезиты) или серый (дациты) цвета даже на шлаковой поверхности покровов. На вулканических конусах распространено окисление шлаковых выбросов, приобретающих красный цвет, но даже в окисленных пузыристых шлаках вкрапленники минералов часто оказываются свежими, не считая корки опакитизации на цветных минералах. Около выходов современных фумарол и терм породы обычно обелены, но лишь на близком расстоянии (несколько сантиметров или их десятков) от трещин. Изменения эти низкотемпературные (опализация, осернение, аргиллитизация, марказитизация, алунитизация) и вызываются воздействием на породы жидких растворов. Изменение пород под воздействием высокотемпературных газов очень мало распространено. В обстоятельной сводной работе С. И. Набоко (1959) из таких явлений для Камчатки отмечено только разъедание пород фтористыми газовыми струями,

с выносом из них кремнезема и железа, причем отмечается, что такое преобразование «не имеет широкого развития и ограничено небольшими участками в кратерах и на лавовых потоках» (Набоко, 1959, стр. 221).

Как видно на размытых четвертичных вулканах и из данных бурения, на некоторой глубине гидротермальные процессы захватывают уже значительные толщи горных пород. Несомненно, что в этих процессах участвуют артезианские воды, смешивающиеся с восходящими магматогенными растворами и газами, которые и придают водам агрессивность. Наиболее развита цеолитизация туфов, с образованием в них также серицита, хлорита, кальцита и других карбонатов, гидрослюд, ангидрита, гипса, пирита.

В зонах кислотного выщелачивания развивается серицитизация, алуинитизация, аргиллитизация, опализация (с глубиной сменяющаяся окремнением), импрегнация серой, марказитизация и пиритизация. На Камчатке и Курильских островах, по Г. М. Власову, «площади ярко-окрашенных измененных пород в эрозионных кальдерах, обычно располагающихся на месте древних вулканов, составляют многие квадратные километры, нередко десятки». Эти изменения породы включают «серные кварциты», которые «образовались на глубине в несколько сот, а в некоторых случаях — десятков метров от поверхности, вдоль разломов, по которым поднимались растворы и газы» (Власов, 1958).

Как и при глубинных постмагматических процессах, при поствулканических процессах с участием артезианских вод также проявляется воздействие волны кислотных компонентов, прохождение которой вызывает сначала кислотное выщелачивание пород, а потом осаждение части выщелоченных компонентов в виде прожилков среди выщелоченных пород («гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация», Коржинский, 1958, 1959). Среди слабовыщелоченных пород особенно обычны прожилки кальцита, а среди сильновыщелоченных — алунита.

В рассматриваемой приповерхностной фации, так же как и в «Трансильванской» субвулканической, плагиоклазы не подвергаются альбитизации, а сохраняют свежесть вплоть до непосредственного замещения цеолитами, слюдистыми или глинистыми минералами, опалом и т. д.

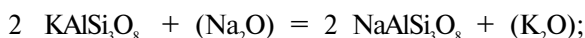
С глубиной цеолитизация сменяется адуляризацией плагиоклазов. По данным бурения, в районе современной термальной поствулканической деятельности в Новой Зеландии, смена цеолитизации адуляризацией происходит на глубине 200—350 м, при температуре термальных вод около 200° (Steiner, 1953).

Сопоставление метаморфических явлений в вулканических комплексах, размытых в различной степени, прежде всего приводит к заключению, что с приближением к поверхности высоко- и среднетемпературные фации постмагматических процессов выпадают, что согласуется с гипотезой о необходимости конденсированного состояния растворов для метаморфизма силикатных пород. В особенности заметно отсутствие в субвулканических и приповерхностных условиях, при автометаморфических и других процессах, таких обычных для более глубинных формаций среднетемпературных минералов, как эпидот, актинолит, чешуйчатый биотит.

Нагрузка пород, необходимая для развития среднетемпературных процессов с образованием эпидота, составляет, по-видимому, около 1 км. Это видно из того, что некоторые из рудных месторождений Трансильвании, благодаря гористому рельефу, вскрыты подземными выработками в интервале глубин до 600 м и при этом не обнаруживают существенного изменения в метаморфических изменениях горных пород. Необходимо еще учесть несколько сот метров покровных пород, включая сюда 200—350 м на «зону цеолитизации».

Далее сравнение показывает, что с уменьшением глубины залегания гидротермальная альбитизация сменяется адуляризацией. Как известно, при магматических и высокотемпературных постмагматических процессах альбит замещается ортоклазом. В глубинных условиях с переходом к средне- и низкотемпературным процессам воздействие постмагматических растворов всегда приводит к альбитизации ортоклаза и плагиоклаза, даже в формациях щелочных пород, где альбитизация начинается при более низких температурах. Однако в субвулканических условиях альбитизация не проявляется и низкотемпературные гидротермальные процессы сопровождаются интенсивной ортоклазизацией (в форме адуляризации) всех полевых шпатов.

Как видно из уравнения реакции альбитизации-адуляризации:



направление реакции зависит при данной температуре от отношения активностей калия и натрия ($K = a_{\text{K}_2\text{O}} : a_{\text{Na}_2\text{O}}$) в воздействующем растворе. Величина константы равновесия K может изменяться с температурой, однако, по-видимому, большее значение имеет изменение активности калия и натрия, вызванное

изменением растворимости их солей при изменении температуры.

В табл. 1 дана растворимость солей натрия и калия при 0° и 100° С (из справочника Hodgman, 1949). В глубинных условиях гидротермальные растворы богаты углекислотой и поэтому особое значение имеет растворимость карбонатов. Как видно из табл. 1, с понижением температуры на

Таблица 1
Растворимость S солей в граммах на 100 г воды

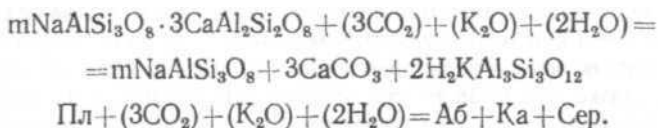
Соли	Т° С		S _{100°} : S ₀
	0	100	
Na ₂ CO ₃	7	45,5	6,5
K ₂ CO ₃	105,2	155,5	1,5
NaCl	35,7	39,8	1,1
KCl	27,6	56,7	2,1
Na ₂ SO ₄	19,5	42,5	2,2
K ₂ SO ₄	7,35	24,1	3,3

100° растворимость карбоната натрия понижается в 6,5, тогда как калия — только в 1,5 раза. Коэффициенты активности должны измениться обратно пропорционально растворимости. Поэтому, при постоянстве концентрации карбонатного раствора, понижение температуры должно привести к резкому (примерно в 4 раза) понижению отношения K активности калия к активности натрия, что, очевидно, и приводит к альбитизации калиевых полевых шпатов.

С приближением к поверхности гидротермальные растворы теряют углекислоту, и главное значение среди анионов приобретает хлоридный и отчасти сульфатный анион. Как видно из табл. 1, при понижении температуры на 100° растворимость хлорида натрия почти не изменяется, а растворимость хлорида калия понижается почти вдвое, что приводит к повышению отношения K активности калия к натрию в хлоридном растворе почти вдвое. В сульфатном растворе это отношение повысится в 1,5 раза. Поэтому в приповерхностных условиях охлаждение растворов будет благоприятствовать адуляризации полевых шпатов.

Замечательной особенностью метаморфизма в субвулканических и приповерхностных условиях является стойкость плагиоклаза в отношении деанортизации. При глубинных низкотемпературных гидротермальных процессах плагиоклазы, особенно основные, очень легко разлагаются. При этом кальций анортитовой молекулы выделяется в виде каль-

щита, а глинозем с кремнеземом, с небольшим привносом калия, дают обычно серицит, так что плагиоклаз превращается в альбит с вростками кальцита с серицитом:



При постоянной температуре свободная энергия, освобождаемая при этой реакции, в особенности зависит от концентрации в растворе CO_2 , в силу значительного количества поглощаемой при реакции углекислоты. С приближением к поверхности концентрация CO_2 , а вместе с нею и энергия реакции сильно понижаются.

Плагиоклазы в этих условиях сохраняются, по-видимому, как метастабильные, вследствие вялости энергии превращения, а не вследствие действительной неустойчивости альбита. Деанортизация совершается лишь при более интенсивном воздействии гидротермального раствора, при одновременной адуляризации альбитовой части плагиоклаза.

Вышеизложенное дает новые критерии для установления глубинности образования различных типов минеральных месторождений в вулканических формациях. В качестве примера приведем колчеданные месторождения Урала и гидротермальные кварциты Казахстана.

Как впервые установил А. Н. Заварицкий, образование колчеданных месторождений Урала связано с формированием силурийской (а на Южном Урале, отчасти, и девонской) спилито-кератофировой вулканогенной толщи, причем в более молодое время месторождения Среднего Урала подверглись расщелачиванию и перекристаллизации. После этого рядом геологов высказывалось предположение, что колчеданные месторождения возникали в приповерхностных условиях, в самих вулканических аппаратах под воздействием фумарольно-сульфатарной деятельности. Эти представления опираются, в частности, на находки в надрудных слоях оригинальных образований, похожих на обломки колчеданной руды. Еще с большей уверенностью высказывались представления о вулканическом происхождении массивов гидротермальных кварцитов («вторичные кварциты») Казахстана. Эти гидротермальные кварциты образовались за счет кислотного выщелачивания преимущественно девонских кварцевых порфиров и их туфов и содержат медное оруденение и жилы высокоглиноземистых минералов. Как и колчеданные месторождения Урала, гидротермальные кварциты, несомненно, образовались в связи с процессами формирования вулканогенных толщ и не связаны с гранитными батолитами. Однако, согласно вышеизложенным критериям, возникали они все же на существенной глубине.

Против образования Уральских и Казахстанских месторождений в приповерхностных или собственно субвулканических условиях прежде всего говорит интенсивная среднетемпературная нропилитизация окружающих месторождение пород, с их альбитизацией и эпидитизацией, несомненно, связанными с образованием месторождений. В месторождениях гидротермальных кварцитов Казахстана, кроме того, обычно присутствуют средне- и даже относительно высокотемпературные минералы (корунд, андалузит) как рассеянные в кварцитах, так и в виде жил в них. Далее следует отметить отсутствие как в колчеданных, так и в гидротермально-кварцитовых месторождениях адуляризации при широчайшем развитии альбитизации и полной разложенности плагиоклаза в окружающих породах. Отсутствует в окружающих породах и цеолитизация. На основании этих признаков можно утверждать, что глубина об-

разования колчеданных и гидротермально-кварцитовых месторождений Урала и Казахстана была не менее 1 км.

На основании рассмотренных минералогических критериев могут быть намечены следующие фации глубинности для метаморфических процессов в вулканогенных формациях: I — поверхностная вулканическая фация; II — приповерхностная вулканическая (до глубины порядка 200 м); III — субвулканическая (до глубины порядка 1 км); IV — гипабиссальная; V — абиссальная.

Главным критерием является выпадение высоко- и среднетемпературных стадий постмагматического метаморфизма в верхних фациях I—III, в которых такие обычные среднетемпературные минералы, как эпидот, лучистые амфиболы, чешуйчатый биотит, не образуются. Отсутствуют здесь, по-видимому, также и скарны, биотитовые контактовые роговики. Все эти минералы и породы обычны для гипабиссальной и абиссальной фаций. Однако цоизит отсутствует в фации IV, но обычен в фации V.

Для верхних фаций I—III типично то, что плагиоклазы, даже очень основные, как правило, не подвергаются разложению и альбитизации, которые столь типичны для более глубоких фаций IV—V. В зонах более интенсивного воздействия растворов они подвергаются вместо этого низкотемпературной адуляризации, которая в более глубинных зонах изредка и слабо проявляется лишь в связи с породами повышенной щелочности («гумбеизация»; Коржинский, 1955). В гипабиссальной фации среднетемпературная пропилитизация сопровождается очень слабой адуляризацией вдоль трещин.

Опалитизация пород и отложение в них серы, по-видимому, ограничено поверхностной и приповерхностной фациями. Для приповерхностной фации весьма типична «цеолитовая пропилитизация» пород, однако цеолиты при низкотемпературных процессах образуются и в более глубинных фациях, вплоть до глубинных гнейсовых комплексов (флогопитовые месторождения). Массовая аргиллитизация типична для приповерхностной фации, но дикиит и каолин образуются и в III и IV фациях (например в гипабиссальных гидротермальных кварцитах). Алунит особенно типичен для верхних фаций I и II, но встречается также в III и IV фациях.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близкоповерхностного рудообразования. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1958.
- Коржинский Д. С. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Всес. Мин. об-ва, сер. 2, ч. 66, вып. 2, 1937.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 12, 1940.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 68, 1948.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд. АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, т. 122, № 2, 1958.
- Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Труды Лаб. вулканол., вып. 16, 1959.
- Coats R. Propylitization and related types of alteration on the Comstock lode. *Leon. Geol.*, v. XXXV, N 1, 1940.
- Ghitulescu T. P. et Socolescu M. Etude geologique et miniere des monts metalliferes. *Annuarul Institutul Geologic al Romaniei*, v. XXI, 1941.
- Hodgman C. D. Handbook of Chemistry and Physics. Cleveland, Ohio, 1949.
- Korzhinsky D. S. The advancing wave of acidic components in ascending solutions and hydrothermal acid-base differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 17, p. 17—20, 1959.
- Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand. *Econ. Geol.*, v. 48, N 1, 1953.